

平流层准两年变化对南海夏季风影响机制的探讨

郑彬* 谷德军 林爱兰 李春晖

(中国气象局广州热带海洋气象研究所, 热带季风重点开放实验室, 广州 510080)

摘要 利用美国大气研究中心(the National Center for Atmospheric Research, NCAR)的中层大气模式模拟了平流层准两年振荡(Quasi-Biennial Oscillation, QBO)过程对对流层顶和对流层上层的影响, 并结合 NCEP(the National Centers for Environmental Prediction)/NCAR、欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)月平均的风场资料和实际的探空观测资料, 分析了平流层 QBO 对南海夏季风的影响作用. 结果表明: 平流层 QBO 会引起平流层的异常经向环流并向下传播, 在 QBO 位相的中后期和位相转换期影响到对流层顶和对流层上层, 使热带和低纬度的对流层上层形成异常的经向气压梯度, 最终在夏季的对流层热带地区激发出不同类型的异常环流——西风位相时, 激发出与南海夏季风环流相反的异常环流, 在南海地区有显著的异常下沉运动, 对南海夏季风有削弱作用; 东风位相时, 激发出反 Hadley 环流型的异常环流, 在南海地区有明显的异常上升气流, 对南海夏季风有加强的效果. 虽然 QBO 对南海夏季风经向环流有影响, 但它并不是决定南海夏季风准两年变化的唯一因子.

关键词 平流层准两年变化 南海夏季风 对流层准两年变化

众所周知, 季风作为全球气候系统的一个重要组成部分对全球气候变化有着举足轻重的作用, 并进一步影响到人民的生产生活. 而亚洲季风作为季风系统的主要成员对全球热带大气环流的季节和年际变化起重要作用, 在亚洲夏季风强和弱的年份, 全球热带大气环流的表现有很大的差异. 而南海夏季风是影响中国气候的重要因子, 许多研究都表明, 中国地区汛期降水分布、雨带的移动和旱涝灾害与南海夏季风活动有很大的联系. 因此, 对南海夏季风的爆发日期和强度的预测研究是气象工作者的重要课题之一.

准周期信号能够为预测预报提供很好的参考依据. 南海夏季风的年际尺度变化是联系其季节变化和年代际时间尺度变化的桥梁, 是多时间尺度相互作用的重要因子. 已有的许多研究成果都表明: 准两

年的周期变化是大气环流和气候年际尺度变化的一种非常显著而重要的特征. 早在 20 世纪 80 年代初, Mooley 和 Parthasarathy^[1,2]在研究印度夏季降水时就发现其旱涝指数的功率谱具有明显的准两年周期振荡现象, 为了与平流层准两年周期振荡(Quasi-Biennial Oscillation, QBO)区分开来, 称之为对流层准两年振荡(Tropospheric Biennial Oscillation, TBO). 之后不久, Mukherjee 等^[3]的研究也发现印度季风降雨有准两年振荡现象, 而且同热带低平流层的纬向风准两年振荡有很好的关系. Yasunari^[4]也指出季风-大气-海洋系统(MAOS)具有明显的准两年变化的特性. 随着东亚季风研究的深入, 东亚季风和中国地区降水(特别是汛期降水)的年际变化也得到了大量的研究, 结果表明东亚季风具有明显的准两年变化特征^[5,6], 而它也是中国汛期降水的强信号^[7-9]. 此外, 不论从

收稿日期: 2007-01-17; 接受日期: 2007-03-08
国家自然科学基金(批准号: 40505019)资助
* E-mail: zbin@grmc.gov.cn

中国地区的雨量还是雨带的移动来看,似乎都与平流层的 QBO 存在较密切的联系^[10,11]. 这里提到的 QBO 是大气中最稳定的年际尺度准周期振荡现象,它指的是热带平流层下部的纬向风向发生变化,而且其周期约为 2 a. 至于它的发现可以追溯到 20 世纪 60 年代初. 当时 Reed 等^[12]分析了热带低平流层纬向风的时间序列,发现纬向风每年都有不同的符号,当然那时还没有准两年周期振荡(或 QBO)这个名词. 事实上直到 Reed 等发现这一现象后的第 7 年, Belmont 和 Dartt^[13]才在他们的研究中正式用 Quasi-Biennial Oscillation (QBO) 表征这种准周期变化. 关于热带低平流层纬向风准两年周期振荡的机制,最后为人们所接受的是 Lindzen 和 Holton^[14]及 Holton 和 Lindzen^[15]的行星波垂直传播理论,即热带对流层大气中的 Kelvin 波和 Rossby-重力混合波的垂直上传并与基本流的相互作用.

关于 TBO 的产生原因,许多研究都侧重于利用海-陆-气相互作用进行解释,而且也得到了一些有意义的结果. Yasunari^[16]认为夏季风是热带季风-海-气耦合系统中的活跃成员,弱(强)的夏季风有利于从夏到冬的热带太平洋 El Niño (La Niña)的发展,随后通过波的传播导致东半球中纬度高(低)指数的发展,与其相应的是弱(强)冬季风和冬春亚欧大陆雪盖面积的减小(增加),进而导致强(弱)夏季风的发生,从而形成季风强度的 TBO 型转换. 相反地,在研究东亚季风的准两年变化时, Li 等^[17]则强调了冬季风的作用,认为异常东亚冬季风与 ENSO 循环的相互作用是 TBO 的基本原因. 持续的强(弱)东亚冬季风通过海-气相互作用可以激发 El Niño (La Niña), 而 El Niño (La Niña)又通过遥相关或遥响应导致东亚冬季风偏弱(强). 此外, Chang 和 Li^[18]指出 TBO 是北半球夏季风和冬季风与热带印度洋和太平洋相互作用的结果,是热带海-气相互作用系统的重要组成,但又不同于 El Niño-Southern Oscillation(ENSO)海气系统. 最近, Yu 等^[19]利用一个海-气耦合模式(CGCM)进行模拟试验,结果表明,当模式中耦合了太平洋的相互作用后,印度-澳大利亚夏季风系统是同位相的 TBO 转换,即强(弱)的印度夏季风对应的是强(弱)的澳大利亚夏季风;当模式中考虑印度洋的相互作用后,印度-澳大利亚夏季风系统则是反位相的 TBO 转换. Loschnigg 等^[20]则利用了 NCAR(the National Center for Atmos-

pheric Research)的气候系统模式(CSM)进行模拟,模拟结果指出,耦合的海-气动力作用和越赤道热量的输送通过影响印度洋的热容量并导致多个季节的海温异常,从而影响 ENSO-季风系统的年际变率和两年周期,而这正是 TBO 形成的关键因素. 这许多的研究结果都表明了海-陆-气相互作用在 TBO 形成中的重要性,但是应该注意到,前面多次提到 TBO 同平流层的 QBO 有很好的关系. 虽然如此,但是平流层过程是如何影响南海夏季风 TBO 演变却不清楚. 本文通过利用 NCAR 的中层大气模式加入 QBO 强迫后进行模拟,并结合 NCEP(the National Centers for Environmental Prediction)/NCAR 的再分析风场资料、ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)ERA-40 风场资料和观测的探空资料,探讨平流层 QBO 对南海夏季风经向环流强度准两年变化的影响机制.

1 平流层 QBO 影响对流层大气环流的机制

一般情况下,对流层大气的经向环流以三圈环流的形势存在,即低纬的 Hadley 环流,中纬度的 Ferrel 环流和极地环流. 但是在南海季风区,由于季风经向环流的存在,导致了三圈环流的破坏. 南海季风区经圈环流的重要性已经有许多工作. 例如,梁建茵等^[21]指出经向风在南海夏季风中的比重与纬向风相当,因此他们认为季风指数应该同时包含纬向风和经向风. 江静和钱永甫^[22]的研究表明阿拉伯海地区经圈环流在 5 月东传至南海地区,从而形成南海夏季风经向环流. 王启和丁一汇^[23]更是将东亚地区季风经向环流圈的建立作为南海夏季风爆发的标志. 因此,在南海夏季风期间,热带和低纬的夏季风环流就会取代 Hadley 环流而控制南海与华南地区. 图 1 是北半球沿 115°E 经向环流的季节变化. 从图 1 可以看到, Hadley 环流在 3~4 月(春季初期和中期)明显减弱,5 月已有夏季风环流在热带和低纬建立. 中纬度的冬季风环流在春季依然比较活跃. 随着夏季(6~8 月)的到来,夏季风环流变得非常强大,而冬季风环流则逐渐消退. 9 月,随着冬季风的再次活跃,夏季风环流向南退却,影响范围明显缩小. 秋季中后期,夏季风环流消退, Hadley 环流重新建立. 此后的 12~2 月(北半球冬季),低纬和热带的环流基本不变,而中纬度的冬季风环流活动则加强.

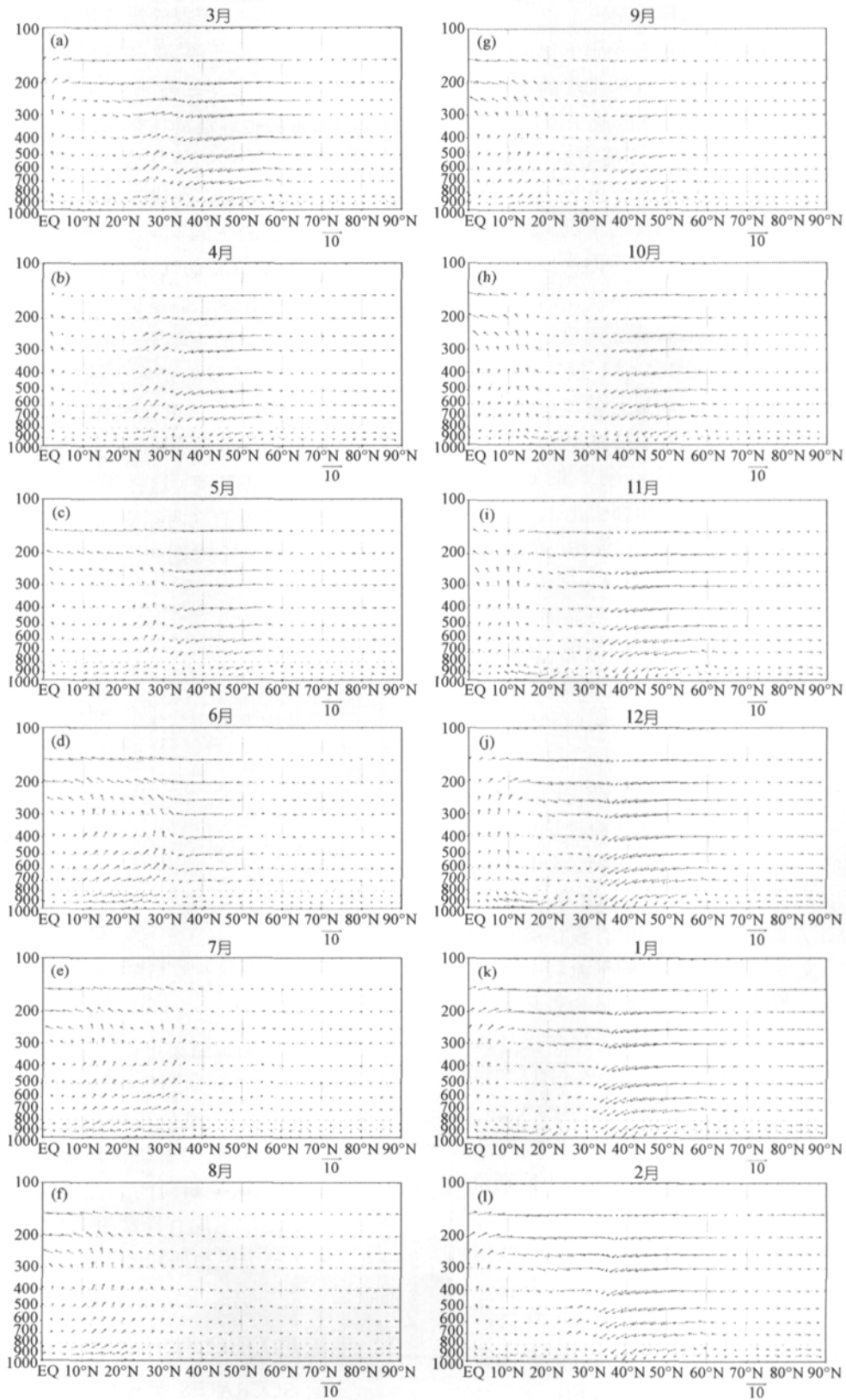


图 1 北半球沿 115°E 各月多年平均的经圈环流
图中纵坐标为等压面, 单位: hPa, 气压垂直速度放大 50 倍

从图 1 可知, 南海夏季风环流是一个充满对流层整层的深厚系统, 因此, 它不仅会受到下垫面(陆地、海洋)的作用, 同样还会受到来自平流层的影响. 平流层中最强和最稳定的信号是热带低平流层纬向风的准两年变化, Gray 等^[24]认为平流层 QBO 通过纬向风的垂直切变可以影响对流层顶乃至对流层. 他们指出, 对于平流层低层为东风切变的情况, 赤道地区的对流层上层有异常上升运动, 等压面高度上升; 相反, 对于平流层低层为西风切变的情况, 赤道地区的对流层上层有异常下沉运动, 等压面高度下降. 李崇银和龙振夏^[25]曾利用两层 IAP-GCM 模式对平流层 QBO 影响西太平洋副高的活动进行数值试验, 由于该模式不包含平流层, 因此, 为了描述平流层东西风切变的情况, 他们直接利用了 Gray 等^[24]的分析结果, 在模式选定区域的 200 hPa 等压面上加上位势高度异常代表平流层东西风切变的位相. 结果表明, 通过引起对流层上层的这种气压异常, 平流层 QBO 对西太平洋副高的强度和位置都有明显的影响. 但是同样, 他们没有能够直接模拟出平流层 QBO 引起的对流层顶和对流层上层的异常垂直气流.

本文采用 NCAR 的包含动力、辐射和化学相互作用的二维模式(SOCRATES), 在模式中加入 QBO 强迫(图 2), 模拟了由平流层 QBO 产生的异常环流(余差环流). Chen 等^[26]曾利用余差环流理论解释了副热带臭氧 QBO 的形成机理, 而且提到余差环流还有明显向下传播的特点, 如图 3. 对于 SOCRATES 模式及该试验的设计方案, 在文献[26]中有较详细的介绍, 这里不再赘述. 文献[26]中虽然提到平流层中 3 对环流圈的向下移动, 但是他们强调的是余差环流在平流层中对臭氧的输送作用, 并没有考虑余差环流向下降影响到对流层的情况. 一般以 30 hPa 的纬向风代表平流层纬向风场的垂直切变, 在图 2 中约为 25 km 高度(图 2 中的垂直坐标以 km 为单位). 从图 2, 3 可以看出, 模拟的第 4 年 7 月为西风位相的中前期阶段(本文以 25 km 达到最大纬向风速为西风位相盛期/中期, 最小的纬向风为东风位相盛期/中期, 零线附近为过渡区), 对应的余差环流在赤道附近为异常下沉气流, 而副热带有异常上升气流(正的余差环流). 可以看到此时的余差环流还处于平流层中, 并未影响到对流层. 到当年 10 月(西风位相中后期), 余差环流向下降移动, 热带地区的对流层顶附近已明显受异常

的下沉运动影响. 模拟的第 5 年 1 月(西风位相后期), 异常环流继续向下移动, 使得热带地区的对流层顶和对流层上层都存在异常的向下气流. 同时可以看到, 副热带的上升运动比热带的下沉运动弱得多. 此外, 随着正环流的向下移动, 平流层中层的反余差环流也随之向下移动. 在模拟的第 5 年 1 月, 可以清楚地看到正环流之上的反环流. 模拟的第 5 年 4 月是西风位相向东风位相的转换期, 反的余差环流虽然向下传播了一定距离, 但是仍处于平流层中, 对流层上层依然在正环流的影响下. 第 5 年 7 月(东风位相初期), 反余差环流虽然仍在平流层中, 但是对流层中的正环流基本消亡. 以上过程完成了一个位相的循环. 接着的东风位相, 与西风位相相似, 只是异常环流是相反的余差环流. 这样就形成了在 QBO 位相下完整的余差环流的准两年变化. 表 1 给出余差环流在其中一个位相各个时期的位置.

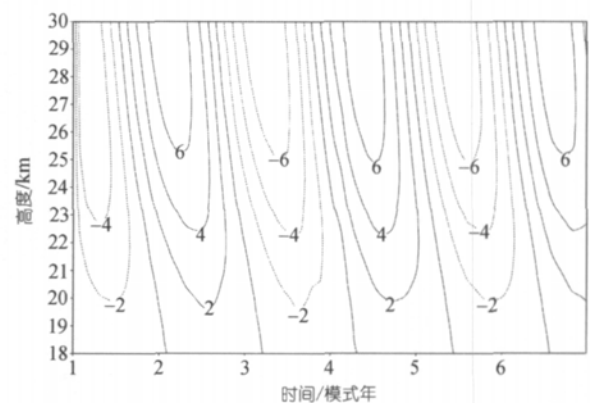


图 2 模式中赤道上空平流层加入的纬向风 QBO 强迫
单位: m/s

从上面的模拟结果可以看到, 平流层 QBO 主要是在各位相的中后期到即位相转换期影响对流层. 即, 西风位相中期—西风位相向东风位相的转换期, 热带对流层顶和对流层上层有异常的下沉气流; 东风位相中期—东风位相向西风位相的转换期, 热带对流层顶和对流层上层有异常的上升气流. 可见, 并不是在 QBO 整个位相期间, 都有异常垂直运动影响到对流层.

2 平流层 QBO 对南海夏季风环流的影响

由于 SOCRATES 模式是中层大气模式, 主要考虑的是平流层以上的动力学过程, 因此它模拟的对

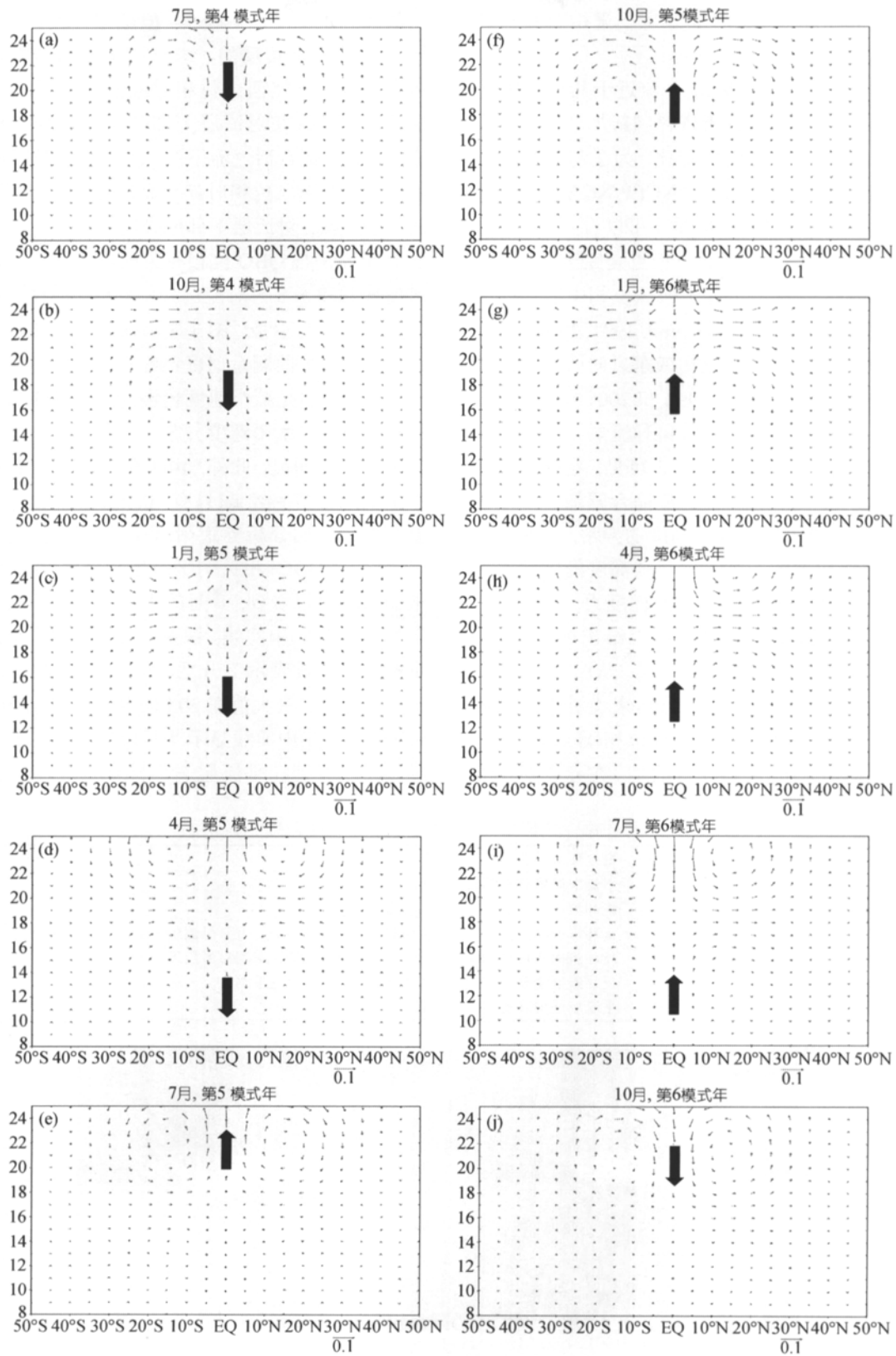


图 3 SOCRATES 模拟的平流层 QBO 不同位相时的异常环流
 时间从模拟的第 4 年 7 月到第 6 年 10 月, 垂直坐标的单位为 km, 矢量风的单位为 m/s, 垂直速度放大 500 倍

流层过程并不是很可信. 这部分主要采用资料诊断分析的方法进行研究.

下面来具体分析 1987~2001 年近十几年的情况. 图 4 是由 NCEP/NCAR 再分析资料和新加坡探空资料得到的 1987~2001 年纬向风变化. 为了与新加坡站 (~1°N, 104°E) 的资料进行比较, NCEP/NCAR 资料取赤道, 105°E 格点上的资料. 从图 4 可以看到, 再分析资料和观测资料非常接近, 而位相更是完全一致. 南海夏季风盛期(6~8 月)时, 处于西风位相中后期或西风向东风位相转换期的年份有 1989, 1991, 1994, 1996, 1998 和 2000 年; 处于东风位相或东风向西风位相转换期的年份则有 1987, 1990, 1992 和 2001 年.

平流层的动力过程要影响到对流层, 首先就要对对流层的高层形成作用. 由图 3 可见, 在热带的异常垂直运动对应着其下方的异常辐合辐散. 而异常辐合辐散势必造成气压或位势高度的异常. 图 5 是与不同 QBO 位相相关的 100 hPa 位势高度经向梯度异常($\partial h'/\partial y$, 南半球负值是向赤道的梯度力, 而北半球正值是向赤道的梯度力), 是由以上给出的 6~8 月 QBO 影响到对流层的年份进行合成. 从图 5 中可以看出, 西风位相时(图中实线), 总体来说对流层上部都是向赤道的气压梯度力, 而东风位相(虚线)则都是向极地的气压梯度力. 值得注意的是, 在赤道到 8°N

之间的高度梯度虽然较小, 但是与 10°N 以外的高度梯度的符号是相反的. 这一点在后面的异常风场中也有体现. 既然西风位相对应的向赤道的异常气压梯度力, 那么在对流层上部就会形成异常的风场辐合, 而高层辐合后气流下沉, 在对流层低层形成辐散; 相反地, 在东风位相时就有高层辐散, 其下形成向上的补偿气流, 对流层下部形成辐合.

图 6 是与 QBO 位相相关的赤道附近平流层垂直速度异常和 6~8 月对流层异常环流, 同样是由前面给出的年份进行合成. 图 3 显示余差环流传播到平流层下部后, 水平的剩余速度已经很小, 虽然垂直速度也开始减小, 但是减小速度较慢. 因此图 3(c)中 1 月的平流层下部, 水平速度异常已经很小了, 而垂直速度异常还是很明显. 此外, 由于 ERA-40 资料在平流层中下部的分辨率较低(只有 70, 50, 30 和 20 hPa 4 层). 鉴于此, 我们分析赤道附近平流层垂直速度的异常来了解与 QBO 相关的平流层异常经圈环流的变化. 从图 6(a)可以看到, 1 月的平流层下部确实是异常下沉气流(图 6(a)中实线, 图 6 中的气压垂直速度都取了反号, 正号就表示上升运动), 而其上则出现了异常的上升运动, 最大值在 30 hPa 附近, 这与图 3(c)是一致的. 图 6(b)中实线显示 7 月西风位相的异常垂直速度, 可以看到在平流层下部异常垂直速度已经不明

表 1 余差环流一个位相的循环(另一个位相的余差环流相反)

QBO 位相	余差环流位置
西风位相中前期	平流层低层有正的余差环流
西风位相中后期	正环流向下移动, 并影响到对流层顶
西风位相后期	正环流继续向下移动, 影响到对流层顶和对流层上层, 平流层中层的反余差环流向低层移动
西风位相向东风位相转换期	反环流向下移动, 但仍处于平流层, 正环流继续影响对流层顶和上层
东风位相初期	反环流继续向下移动, 仍然在平流层, 正环流逐渐消亡
东风位相中前期	平流层低层有反的余差环流

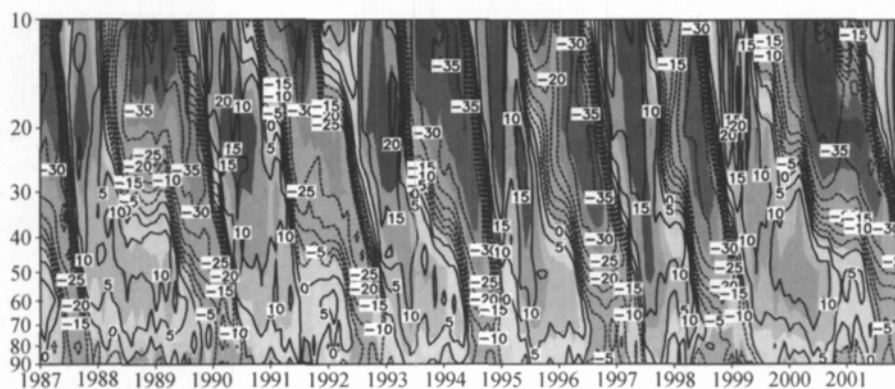


图 4 赤道附近上空纬向风垂直剖面的时间变化

单位: m/s, 添色区为 NCEP/NCAR 再分析资料 0°, 105°E, 等值线为新加坡站 ~1°N, 104°E 的探空资料

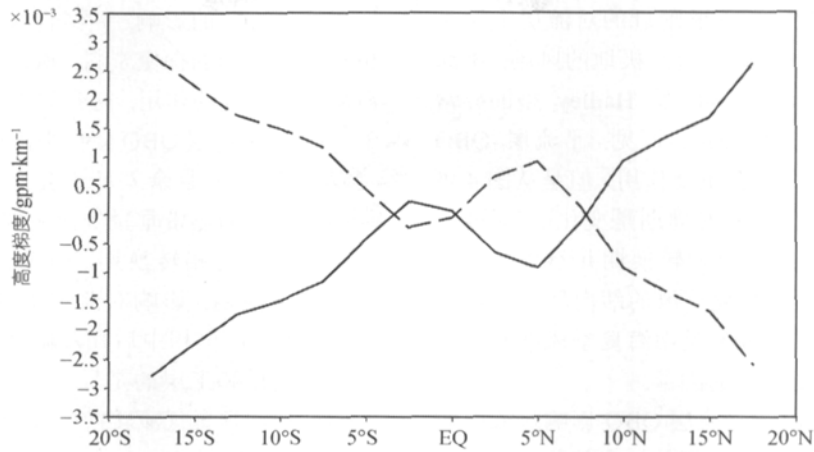


图 5 西风位相(实线)和东风位相(虚线)沿 105°E, 6~8 月平均的 100 hPa 异常高度梯度

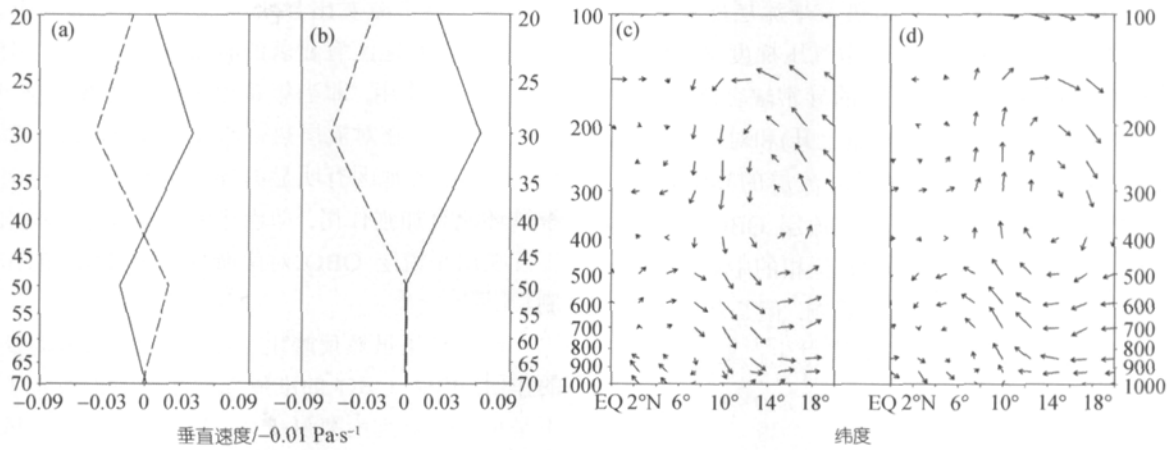


图 6 105°E 赤道附近上空平流层 1 月(a)和 7 月(b)异常垂直速度(实线为西风位相, 虚线为东风位相)和东风位相(d)沿 105°E, 6~8 月平均的异常热带环流
图中的纵坐标为等压面, 单位: hPa

显了, 而上层的异常上升运动变得更明显了. 这一点与图 3(e)也基本相同, 差别主要在图 6(a), (b)中的上升运动异常并没有明显向下传播, 这很可能与资料的分辨率有关. 东风位相的情况与西风位相相反(图 6(a), (b)中虚线). 与 QBO 相关的垂直速度向下传播过程中逐渐减小, 到 7 月时在对流层上部已经不明显了. 垂直运动的异常当然不会消失无踪, 它会在其他方面表现出来, 正如图 5 所示, 平流层速度异常通过绝热过程转化为对流层高层气压(高度)异常. 而气压异常又会引起速度异常. 从图 6(c), (d)可以看到, 西风位相的对流层上部确实有明显的向赤道的异常气流, 与图 5 中的异常气压梯度力的方向一致. 由于辐合下沉, 对流层低层出现明显的向极气流, 最终形成

一个异常的反 Hadley 环流, 它位于 10°N 以北, 与 10°N 以南的异常环流相反, 这正对应图 5 中高度梯度反号的位置. 与西风位相相反, 东风位相的对流层高层有明显的向极的异常气流, 而低层是向赤道的气流, 从而在 10°N 以北形成一个类 Hadley 环流异常. 同样, 与 10°N 以南的异常环流相反.

南海夏季风不同于印度季风的一个重要方面在于前者的经向分量也占较大的比重. 从图 6(c), (d)可以看出, 垂直运动在 15°N 附近才反号, 西风位相对应的 15°N 以南的异常环流与南海夏季风环流相反, 在南海地区有显著的异常下沉气流, 因此, 对南海夏季风有削弱作用. 相反地, 在东风位相年, 对流层上层的异常上升气流在 15°N 以南的对流层激发出反

Hadley 型的异常环流. 在赤道附近的对流层上层是朝向赤道的气流, 而下层则是流向极地的风场, 南海区域出现较强的异常上升运动. 反 Hadley 型的异常环流即会加强南海夏季风环流. 可见, 平流层 QBO 对南海夏季风准两年变化有重要作用. 但是从图 4 可以看到, 由于平流层 QBO 的周期是变化的(即准周期), 致使其位相中后期和位相转换期并不总是出现在夏季(6~8 月), 而且南海夏季风的纬向环流也很重要, 这就是说, 平流层 QBO 是南海夏季风准两年变化的一个因子, 但不是唯一的因子.

图 7 给出一般情况下平流层 QBO 影响对流层的过程. 首先是与平流层 QBO 相关的余差环流向下传播, 西风位相(东风位相)时异常下沉运动(上升运动)向下传播到平流层底层, 引起热带平流层底层和对流层上部的气压偏低(高), 而异常气压梯度又导致了异常的辐合(辐散). 对流层上部的异常辐合(辐散)进而又引起对流层中部的异常下沉(上升)和对流层下部的异常辐散(辐合), 最终形成了对流层的异常环流. 需要注意的是, 这是一般意义下平流层 QBO 对对流层的影响, 也就是说, 不论 QBO 位相的中后期和转换期是在什么季节, 它都有这种影响. 但是从图 5 和 6(c), (d), 我们可以发现, 影响如果发生在夏季, 图 7 中的异常环流会偏向北半球.

3 小结和讨论

利用 NCAR 的 SOCRATES 中层大气模式模拟了热带低平流层纬向风准两年振荡(QBO)对平流层顶

和平流层上层的影响, 并结合 NCEP 和欧洲中心再分析资料和观测的探空资料, 探讨了平流层 QBO 对南海夏季风强度的作用. 得到如下一些主要结果:

(i) 平流层 QBO 会在平流层中引起异常的环流(余差环流), 而且余差环流会向下传播. 影响对流层顶和对流层的热带垂直气流主要在平流层 QBO 位相的中后期和位相转换期. 西风位相中后期及向东风位相的转换期, 影响对流层顶和上层的是异常下沉气流; 而东风位相中后期及向西风位相的转换期, 影响对流层顶和上层的是异常上升气流; QBO 位相的前期是异常垂直气流转换的过渡期, 平流层 QBO 对对流层的影响不大.

(ii) 南海夏季风期间, 平流层 QBO 西风位相, 在对流层热带激发出异常环流, 与南海夏季风环流相反, 在南海地区有显著的异常下沉气流, 对南海夏季风有削弱作用, 即当年有相对弱的南海夏季风. 而东风位相时, 在对流层热带激发出反 Hadley 型异常环流, 在南海地区有明显的异常上升气流, 对南海夏季风环流有加强作用, 即当年的南海夏季风偏强. 这正反映出平流层 QBO 对南海夏季风 TBO 的作用机制.

研究结果虽然反映出平流层 QBO 对南海夏季风的作用, 但是 QBO 的准周期性和影响期决定了它并不是总能影响到南海夏季风. 另外, 南海夏季风的纬向环流也很重要, 这也就说明平流层 QBO 并不是决定南海夏季风准两年变化的唯一机制. 事实上关于 TBO 的理论还在发展^[27], 本文只是从一个方面阐述

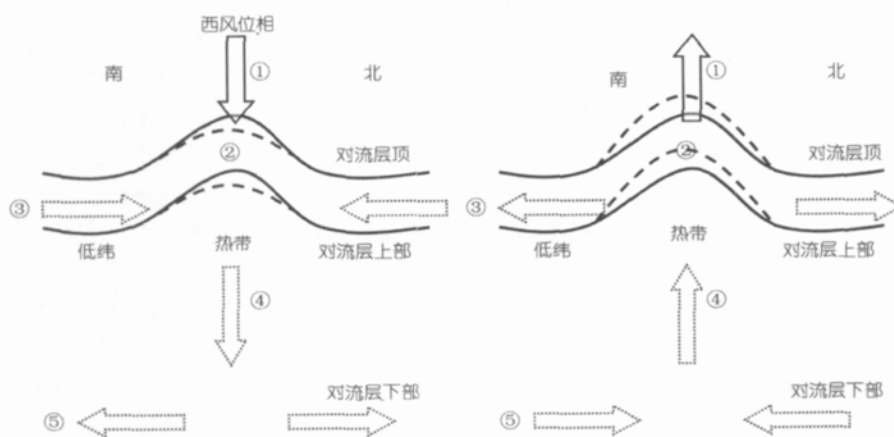


图 7 平流层 QBO 影响对流层的示意图

① QBO 引起的平流层底层异常垂直运动; ② 对流层上部的高度或气压异常; ③ 异常辐合辐散; ④ 对流层的异常垂直运动; ⑤ 对流层下部的辐散辐合

了南海夏季风准两年变化的成因. 另外, 从图 5 和 6(c), (d)可以看出, 异常的高度梯度和环流并不是如 QBO 一样关于赤道对称的, 这可能与夏季对流层的热力和动力条件有关, 具体的关系还需要进一步的研究探讨.

致谢 感谢 NCAR 的专家们提供了 SOCRATE 模式和美国科罗拉多州 NOAA-CIRES 气候诊断中心提供 NCEP 再分析资料(<http://www.cdc.noaa.gov/>), 同时也感谢 ECMWF 提供的 ERA-40 再分析资料(<http://data.ecmwf.int/>).

参 考 文 献

- Mooley D A, Parthasarathy B. Variability of the Indian summer monsoon and tropical circulation features. *Mon Weather Rev*, 1983, 111(7): 967—978
- Mooley D A, Parthasarathy B. Indian summer monsoon and the east equatorial Pacific sea surface temperature. *Atmosphere-Ocean*, 1984, 22: 23—35
- Mukherjee B K, Indira K, Reddy R S, et al. Quasi-biennial oscillation in stratospheric zonal wind and Indian summer monsoon. *Mon Weather Rev*, 1985, 113(9): 1421—1424
- Yasunari T. The monsoon year—A new concept of the climate year in the tropics. *Bull Amer Meteor Soc*, 1991, 72(9): 1331—1338
- 徐建军, 朱乾根, 施能. 近百年东亚季风长期变化中主周期振荡的奇异谱分析. *气象学报*, 1997, 55(5): 620—627
- 徐建军, 朱乾根, 周铁汉. 近百年东亚冬季风的突变性和周期性. *应用气象学报*, 1999, 10(1): 1—8
- 赵汉光. 我国降水振荡周期特征的初步分析. *大气科学*, 1986, 10(4): 426—430
- 黄嘉佑. 准两年周期振荡在我国降水中的表现. *大气科学*, 1988, 12(3): 267—273
- 朱乾根, 智协飞. 中国降水准两年周期变化. *南京气象学院学报*, 1991, 14(3): 261—267
- 廖荃荪, 王永光. 赤道平流层 QBO 与我国 7 月雨型的关联. *应用气象学报*, 1998, 9(1): 104—108
- 梁平德. 平流层风准两年振荡与华北夏季降水. 见: 章基嘉, 编. 长期天气预报论文集. 北京: 海洋出版社, 1992. 151—155
- Reed R J, Campbell W J, Rasmussen L A, et al. Evidence of the downward-propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J Geophys Res*, 1961, 66(6): 813—818
- Belmont A D, Dartt D G. Variation with longitude of the quasi-biennial oscillation. *Mon Weather Rev*, 1968, 96(5): 767—777
- Lindzen R S, Holton J R. A theory of the quasi-biennial oscillation. *J Atmos Sci*, 1968, 25(9): 1095—1107
- Holton J R, Lindzen R S. An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. *J Atmos Sci*, 1972, 29(8): 1076—1080
- Yasunari T. Global teleconnections associated with Indian monsoon and ENSO. Meteor Res Report, University of Tokyo, 1988, 1(1): 30—38
- Li C, Sun S, Mu M. Origin of the TBO—Interaction between anomalous East-Asian winter monsoon and ENSO cycle. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(4): 554—566
- Chang C P, Li T. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation. *J Atmos Sci*, 2000, 57(14): 2209—2224
- Yu J Y, Weng S P, Farrara J D. Ocean roles in the TBO transitions of the Indian—Australian monsoon system. *J Clim*, 2003, 16(18): 3072—3080
- Loschnigg J, Meehl G A, Webster P J, et al. The Asian monsoon, the tropospheric biennial oscillation, and the Indian Ocean zonal mode in the NCAR CSM. *J Clim*, 2003, 16(11): 1617—1642
- 梁建茵, 吴尚森, 游积平. 南海夏季风的建立及强度变化. *热带气象学报*, 1999, 15(2): 97—105
- 江静, 钱永甫. 热带环流演变与南海季风爆发. *南京气象学院学报*, 2001, 24(1): 83—91
- 王启, 丁一汇. 南海夏季风演变的气候学特征. *气象学报*, 1997, 55(4): 466—483
- Gray W M, Sheaffer J D, Knaff J A. Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70(5): 975—994
- 李崇银, 龙振夏. 西太平洋副高活动与平流层 QBO 关系的研究. *大气科学*, 1997, 21(6): 670—678
- Chen Y, Zheng B, Zhang H. The features of ozone quasi-biennial oscillation in tropical stratosphere and its numerical simulation. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19(5): 777—793
- 郑彬, 梁建茵. 对流层准两年周期振荡的研究进展. *热带气象学报*, 2005, 21(1): 79—86